

関東堆積盆南部のシンセディメンタリー・テクトニクス

三 梨 昂*

Syndimentary tectonics of the southern part of
the Kanto sedimentary basin, central Japan

Takashi MITSUNASHI*

Abstract Thick marine sediments of Miocene to Pliocene Miura Group and Pliocene to middle Pleistocene Kazusa Group are widely distributed in the southern part of the Kanto district. The Miura Group is divided into 6 units, each depocenter of which shows the northward migration and extension as shown in the profiles. The Kazusa Group is divided into 3 units, and it shows the similar characteristics in deposition. The author insists that the folding makes progress during the deposition of each formation, and the process is printed in the formation.

ま え が き

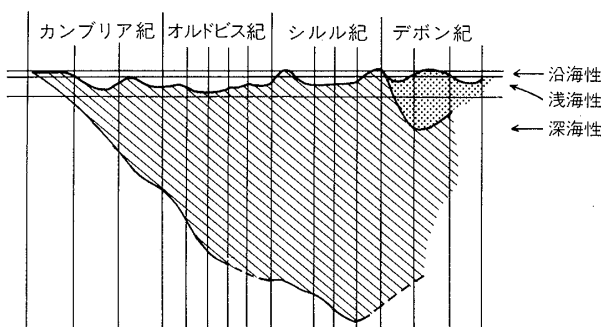
Syndimentary tectonics (堆積時構造運動) という言葉は、湊正雄氏が1970年代の初頭にはじめて使われたと記憶しており、また、湊(1976)でもその重要性が指摘されている。

堆積時の地殻運動は、同氏が尊敬する S. VON BUBNOFF の示相曲線 (Fazies Kurve) と造陸曲線 (Epirogenetische Kurve) によって定量的に表現される。示相曲線は、堆積時の海底を表わし、造陸曲線は、その海底

の深さに層厚を加えてつくった累積曲線である(第1図)。

しかし、この手法は、層厚に比べて時間の精度が良くないので、短い地質時代(世より短い時間)あるいは、地層の区分単位では層群より小さな単位については、あまり使用されていない。

ただし、BUBNOFF による手法での時間の精度の問題は多くの火砕鍵層を用いた調査**によって解決される。それは、主要な上下2枚に挟まれた地層を追跡できれば、例え詳しい堆積期間が不明でも、一定期間に堆積した地層として岩相や層厚変化について量的比較ができるからである。ここで具体的に述べる区分単位の大きさは、平均的にみれば層群をいくつかに分けた程度であり、層厚では500~1000m、また、層厚変化の割合は十数分の一程度まで確認される精度である。また、より細分した単位を扱うことにより、堆積盆地や褶曲構造の各部位について、数多くの層厚の測定が可能になる。さらに、その形成に関連する各堆積期の層厚変化の形態が復元できること、またもう一つは、地層の堆積後に変位を受け変形・破壊する際のもとの状態、いわゆる初期条件を示すという意味で重要である。堆積期の層厚変化の形態から、例えばある規模の褶曲構造が堆積期間に成長することや、概念的に地塊運動を推定することは比較的容易である。しかし、それぞれの具体的な条件に対応して、変形や応力状態を求めるためには、次に述べる仮想基盤変位法(V. B. D.法)(KODAMA *et. al.*, 1985)による実験



第1図 示相曲線(上)と造陸曲線 (S. V. BUBNOFF, 1930) イギリス, ウェールズ南部のカンブリア~デボン期

* 島根大学理学部地質学教室: Department of Geology, Faculty of Science, Shimane University, 1060, Nishikawatsu, Matsue 690, Japan.

** 特に火砕鍵層に限った訳ではなく、炭層や化石層、あるいは音波探査での特徴ある反射面でもよい

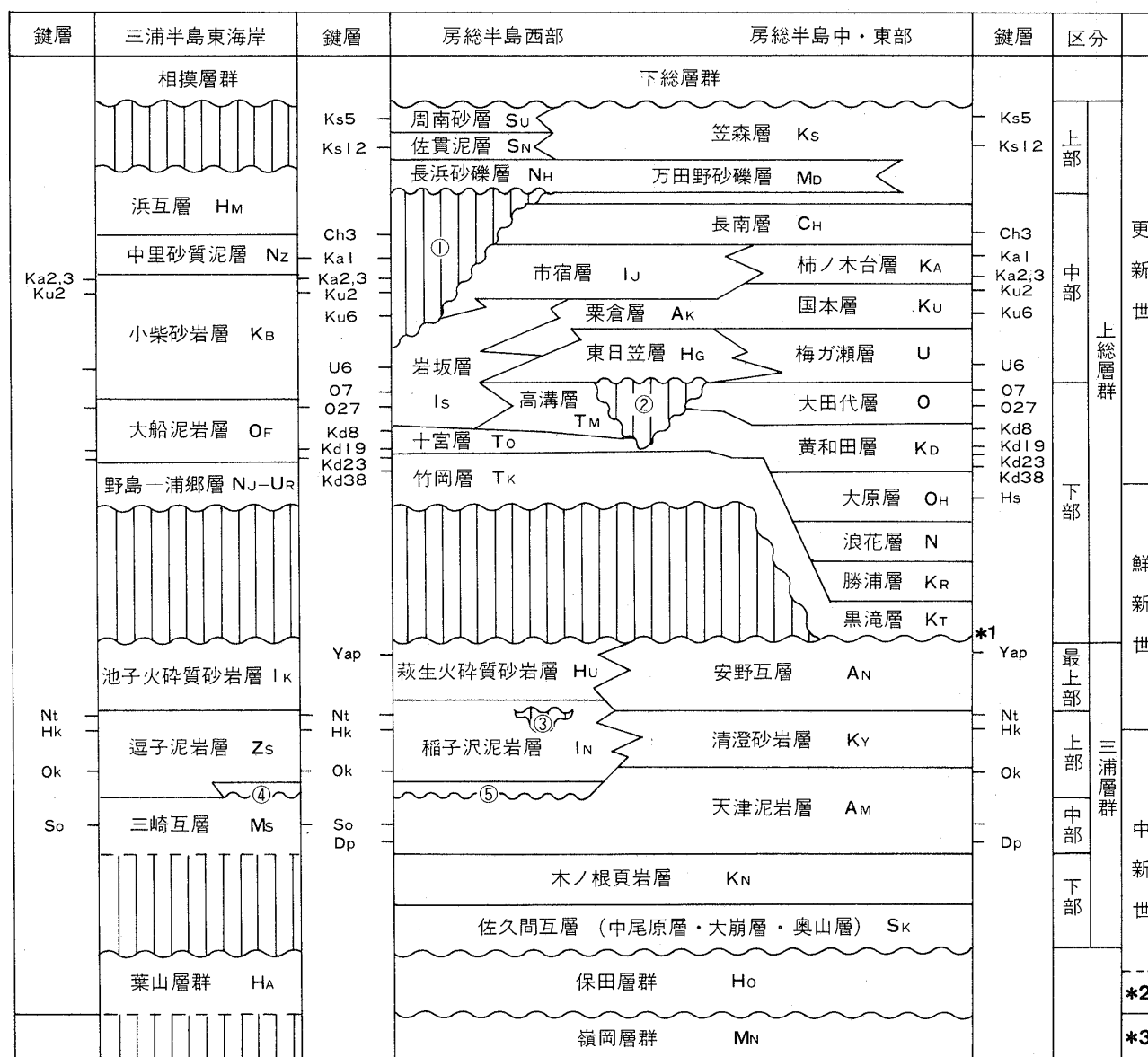
が望まれる。V. B. D.法は、一定堆積期の層厚変化の形態について基盤内に設定した面（仮想基盤面）に対して任意の方向に変位を与え、その形態と一致するまで繰り返す手法である。そして、その時の応力・歪み分布が解析される。このように既知の層厚変化の形態から未知の基盤運動を推定する手法である。

さきに、本堆積盆南部での火砕鍵層を用いた調査のまとめは、多くの方々の協力を得て行った（三梨ほか22名，1979）。その後の研究としては、徳橋（1976a，1976b）による堆積学的研究や、中嶋ほか（1981）による鴨川図幅などがある。また、関東堆積盆の全体を横ぎる南北の地質断面図を作成し（三梨ほか，1986a），その全

体および房総半島沖海域の V. B. D.法による実験とその検討は、すでに述べた（三梨ほか，1986b）。それらの大部分は、付図（上段）および口絵4頁に再録した。また、本論集でも、房総沖の V. B. D.法による三次元モデル実験は大久保ほか（1990），また東京湾の音波探査資料（加藤，1984）に基づく V. B. D.法による解析は鈴木ほか（1990）に述べられている。

以上は、主として上総層群が対象であり、三浦層群は部分的にしか発達していなく、構造も一般に単斜あるいは、ゆるい傾斜を示し一部を除いて褶曲構造はあまりみられない。

一方、今回本論集に掲載されているものは、三浦層群



第2図 三浦・房総半島の層序（三梨ほか，1979に加筆）

凡例，①：長浜チャネル，②：東日笠チャネル，③：白狐チャネル，④：田越川礫岩層，⑤：千畑礫岩層

*1：房総沖では、下限から層厚1200mの未命名の地層が発達する *2：漸新世—中新世 *3：古第三紀

を対象とし褶曲構造が発達する堆積盆の研究例となっている（小玉ほか，1990；藤田・小玉，1990；坂ほか，1990；卜部ほか，1990）。

小論では，上述の2つの地域を結びつける作業を行った（東京湾—三浦半島，付図）。また，これらよりさらに変形が進んで，断層に境された地塊状に分布する房総半島南部地域を含め，房総半島南端から東京湾にかけての地質断面図を作成し，堆積層の復元を試み堆積盆と褶曲構造の発達過程について検討した結果を述べる。

地 質 概 説

関東堆積盆南部の地質層序は，第2図のようであるが，その下位から分布の概略を述べる。

この地域で最も古い古第三紀の嶺岡層群は，房総半島南部に東西方向の走向をもって分布する。つぎに古い葉山・保田層群は，海成の漸新世ないし中新世と考えられ概略的には，嶺岡層群と平行してその両側に分布し，また，三浦半島中部に二帯に分れて分布する。これらの分布地域は，嶺岡—葉山隆起とよばれている。この隆起帯は南へ下った段階状ないし雁行状を呈して分布する。

三浦層群は，房総半島中部とその以南の地域および三浦半島全体にわたり，東西ないし西北西—東南東の一般走向をもって分布し，褶曲構造が発達する。また，房総半島南部の保田層群分布地域には地塊状となって分布する。

鮮新—更新世の上総層群および更新世の下総・相模層群は，房総半島北部および三浦半島北部より北側の地域に大きな堆積盆地の形成して広く分布する。

全体の層序は，すでに述べたので（三梨ほか，1979），割愛させていただき，地質層序は房総半島西岸の三浦層群について述べる。

層 序 各 説

佐久間互層 Sakuma Formation（三梨ほか，1979）

岩相・層序：砂岩，礫岩，泥岩の互層からなる。本層は，小池（1949）により上位から中尾原互層，大崩礫岩層，奥山互層と区分されたものが含まれる。中尾原互層は，砂岩・泥岩の互層，大崩礫岩層は淘汰不良の角礫，亜角礫質の礫岩，奥山互層は帯緑灰色砂岩，礫岩，うすい粗粒シルトとの互層からなる。中尾原層から *Lepidocyclina* や *Miogypsina* を産する。層厚：400～500m。備考：1）大崩礫岩層*はほとんどが下位の嶺岡層群，保田層群から由来する角礫や巨礫を含み，古生層の礫は細礫でしかもごくわずかである。2）層準にかかわらず基

盤岩との境界付近に巨礫層が発達し，また基盤に対して，アバットおよびオフ・ラップの関係がみられることなどから，初生的に断層による地溝状の場を推定した（三梨ほか，1979）。

木の根頁岩層 Kinone Formation（小池，1949命名）

岩相：暗灰色細裂頁岩を主とし，うすい砂岩層を挟む。なお，スコリア層をほとんど挟在しないことが，上位の天津層との区分の特徴となっている。層序関係：下位の佐久間層を整合におおい，上位の天津層とは明瞭な境をもって整合に覆われる。分布：天津層の基底を鍵層 Dp・Si とともに追跡し，従来，三梨ほか（1979）により天津層とされていた白狐背斜軸部などにも広く分布する（卜部ほか，1990）。

また，房総南部でも地塊状に分布するが，富浦町南方では上位の天津層が本層を欠いて直接保田層群と不整合に接することから，本層分布の南限が定まり，一方北方への分布は，大釜戸背斜頂部のボーリング（帝石 R1）では層厚200mであり，磯根崎背斜（GS1）には分布していない。従って本層の分布は，佐久間層の分布範囲よりやや広い地域に限定される。層厚：0～500m。上述のことから，三梨ほか（1979）では本層を天津層の下部の一部とし，三浦層群中部としていたが，下位の佐久間層とともに同層群下部とする。

天津泥岩層 Amatsu Formation（大塚・小池，1949）

岩相：新鮮面では帯緑灰色，風化面では灰白色泥岩からなり，スコリア層や凝灰質砂岩を挟む。層序関係：房総中西部・中南部では下位の木ノ根層とは，明瞭な境をもって整合に接し，房総中西部では，千畑礫岩層と部分不整合をもって接する。

下位の木ノ根頁岩層とは，1～2mの含礫砂岩，含礫泥岩あるいは10cm程度の砂層をもって接するが，その上位の鍵層 Dp, Si とともに追跡されるその境界面は，一連のものと推定される。富浦町南方で本層が保田層群に不整合に接する層位も，鍵層から同層準と考えられる。また，上位の千畑層との部分不整合関係。層序区分：三浦層群中部。

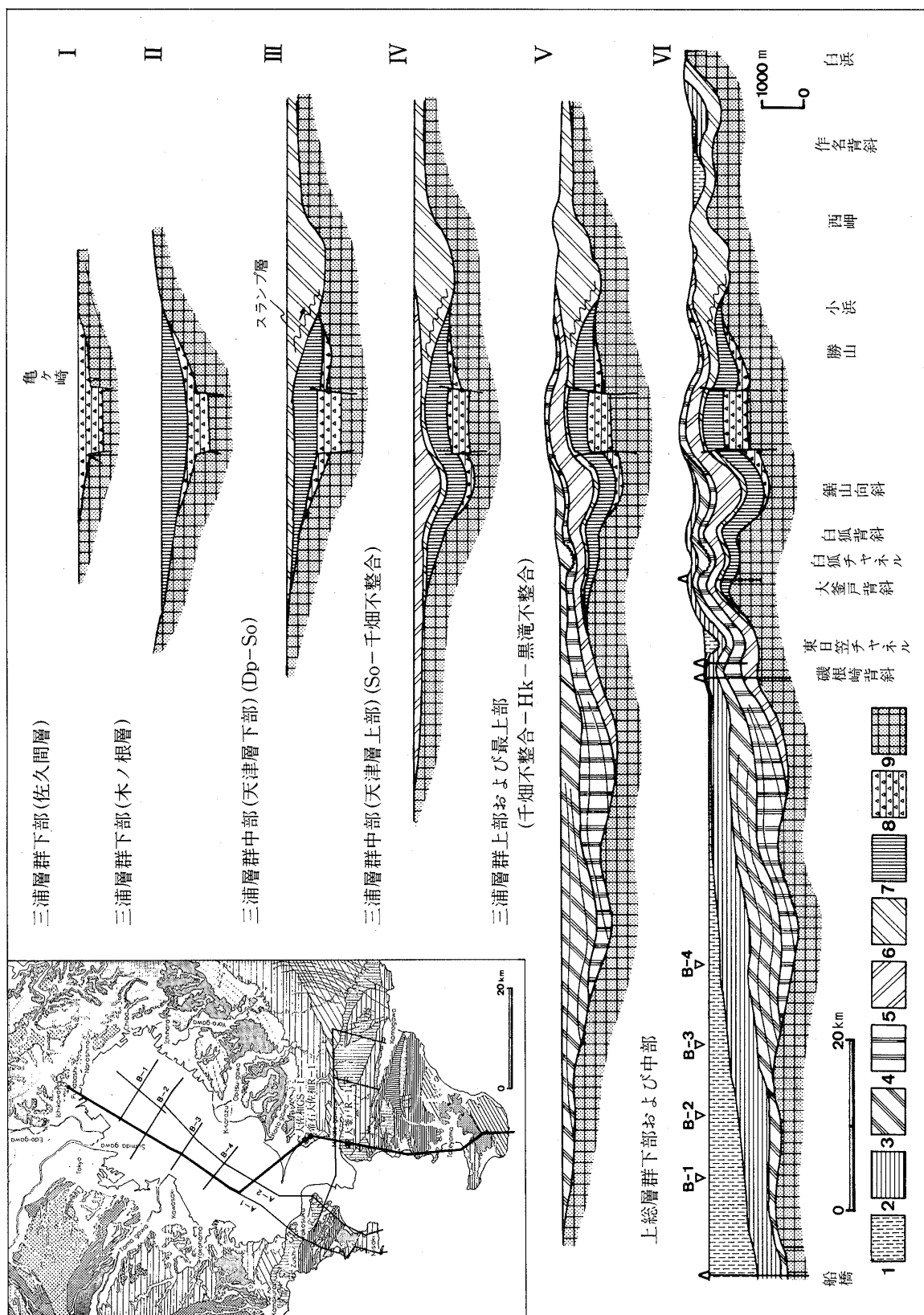
稲子沢泥岩層 Inakozawa Formation（小池，1949）

岩相・層序：主として泥岩からなり，薄い砂岩や凝灰岩を挟む。本層の基底に千畑礫岩層（Senhata Member）が発達する。層序関係：上位の萩生層と整合に接する。層厚：西部では，100m前後。分布：房総半島中部から南方へは，凝灰質砂岩層となる。層序区分：三浦層群上部。

萩生火砕質砂岩層 Hagi Formation（小池，1949命名）

模式地：富津市萩生。岩層：スコリア質砂岩，凝灰岩，凝灰質泥岩との互層。層序関係：下位の稲子沢層を

* 礫種については田村治夫氏の御教示による。



第3図 三浦・上総両層群の堆積盆地と褶曲構造の発達過程を示す概念図

凡例, 1: 上総層群中部, 2: 上総層群下部, 3: 三浦層群最上部, 4: 三浦層群上部 5: 三浦層群中部 (天津層上部), 6: 三浦層群中部 (天津層下部), 7: 三浦層群下部 (木ノ根層), 8: 三浦層群下部 (佐久間層), 9: 基盤 (葉山・保田層群など),

整合におおい古屋敷向斜部で下位の稲子沢層をチャンネル状に浸食する。これを白狐チャンネルと呼び(ト部ほか, 1990)この層準から上位を三浦層群最上部とする。上総層群に不整合におおわれる。

三浦層群の堆積盆の発達

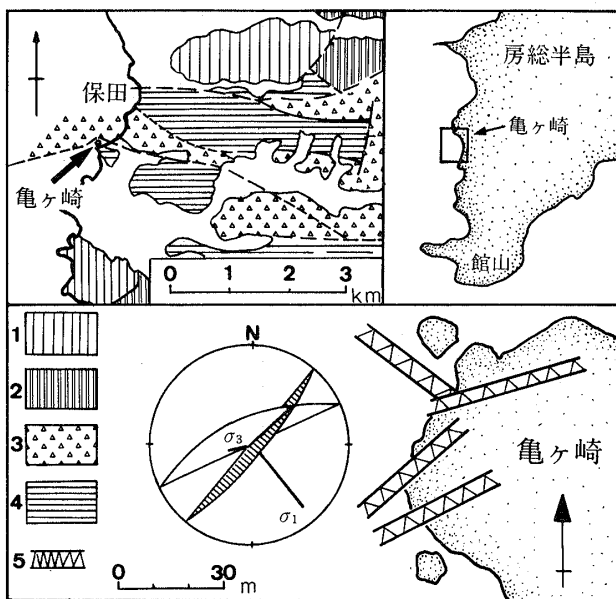
第3図は三浦・上総両層群の堆積盆と褶曲構造の発達過程を示す概念図であるが、始めに各ステージでの、地層の分布範囲、主要鍵層などについて述べる。

I 三浦層群下部(佐久間層)

大崩礫岩層の礫の形態と礫種から崖錐性礫岩としたこと、および基盤岩とアバットやオフ・ラップ関係から地溝状の場を推定したが、今回、本層中の礫岩と保田層群との境界付近の保田層群中に崖錐性礫岩と同質の破碎岩脈の発達がみられ(第4図)、その共役関係から引張応力場を推定し、これらはさきに提出したモデルを支持するものとなっている。

II 三浦層群下部(木ノ根頁岩層)

上述したように、本層分布の南限および北限が決まることから本層は佐久間層の堆積する地溝状の地帯を中心



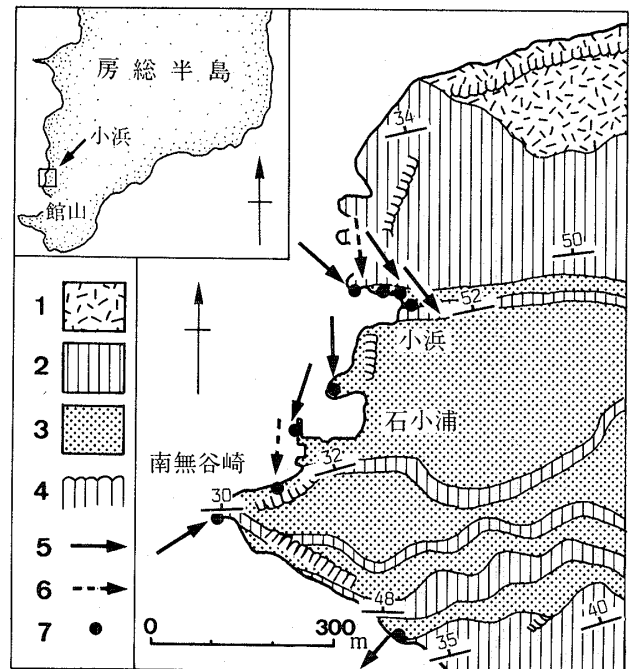
第4図 保田層群中にみられる角礫岩脈(山田, 1990MS)

凡例, 1: 天津層, 2: 木ノ根層, 3: 佐久間層, 4: 保田層群, 5: 角礫岩脈, σ_3 : 圧縮軸, σ_1 : 引張軸

* 三浦層群中部, 三浦半島南部に分布する。模式地点: 三浦半島中部諸磯の潮汲み(三梨・矢崎, 1968)。房総半島では、今回はじめて発見。1~3mのゴマシオ状凝灰岩層

** 主鍵層は1~3mの中〜粗粒のゴマシオ状凝灰岩層。green hornblendを多く含む特徴をもつ。

*** 20~50cmの数枚の中〜粗粒のゴマシオ状凝灰岩層の組み合わせからなる。(鉱物的特徴は、ト部ほか, 1990に詳しい)



第5図 小浜付近のスランプ構造(山内・山田, 未発表資料)

凡例, 1: 凝灰質砂岩層, 2: 泥岩(正常層), 3: 泥岩(スランプ層), 4: 海食崖, 5: 破片型のスランプ構造, 6: 褶曲型のスランプ構造, 7: すべり方向を解析した地点

として、やや広い範囲に、また有機物の含有量が多く、細粒なことから閉鎖的な環境で堆積したと思われる。

III 三浦層群中部(天津層下部, Dp, Si-So*)

房総南部の天津層はシルト岩を主体とし、スコリア層や火砕質砂岩層を挟む。層厚は小浜付近で250m、その南方では数百mとなる。第5図に示すように多くのスランプ層が発達する。なお、このスランプ層の流れの方向はほぼ南方を示し(山内靖喜・山田将史 MS)、その堆積面は南側に傾斜しており、その最大層厚部は、小浜、西岬間にあるものと推定した。

IV 三浦層群中部(天津層上部, So-千畑層基底, Ok)

このルートでは、鋸山向斜の南翼で最も厚く(800m)、大釜戸背斜部で200m、磯根崎背斜で400m、さらに、北方への分布は、本層上位に音波探査結果にみられるオフ・ラップ現象から、東京湾地区には発達しないものとした。

一方、鋸山向斜の南方で勝山、小浜付近まで、層厚を減じて凝灰質砂岩となって分布する。

V 三浦層群上部および最上部

稲子沢層と基底の千畑不整合(Ok)-Hk

本層中には、Hk**, Ok*** という特徴ある鍵層があり、房総・三浦両半島で広く追跡され、付図の各地域の

断面では橙色として表わされている。東京湾内の本層位については、音響測線に最も近い三浦半島（三梨・矢崎, 1968）とを横浜図幅（三梨・菊池, 1982）を参考に対比した（付図中段）。これを基本にして、第3図のルートに沿った断面図を作成した。本層の分布の南限は小浜まで確認される。

萩生層（Hk）-黒滝不整合

従来は、千畑部分不整合から黒滝不整合までの層準を三浦層群上部としていたが、このうち白狐チャネル構造から黒滝不整合までの層位を構造運動と堆積盆の移動の関係から三浦層群最上部とした。

Ⅶ 上総層群中・下部

上総層群下部は、層位的には、黒滝不整合から東日笠チャネル構造（部分不整合）までの地層、部分不整合が認められない地域では、梅ヶ瀬層の下限までの地層とし、同層群中部は同層準より長浜層基底の部分不整合までの地層を表わす。東京湾地区においては、下部は他の地域に比べ薄く、また三浦層群最上部の最大層厚部があり、引き続き沈降の場であったことから、黒滝不整合は顕著な浸食現象はみられない。

陸域では、鋸山向斜に分布するが、それ以南では、確認されなく、上総層群の堆積盆は房総南端部の堆積盆と嶺岡隆起帯により分化したものとした。

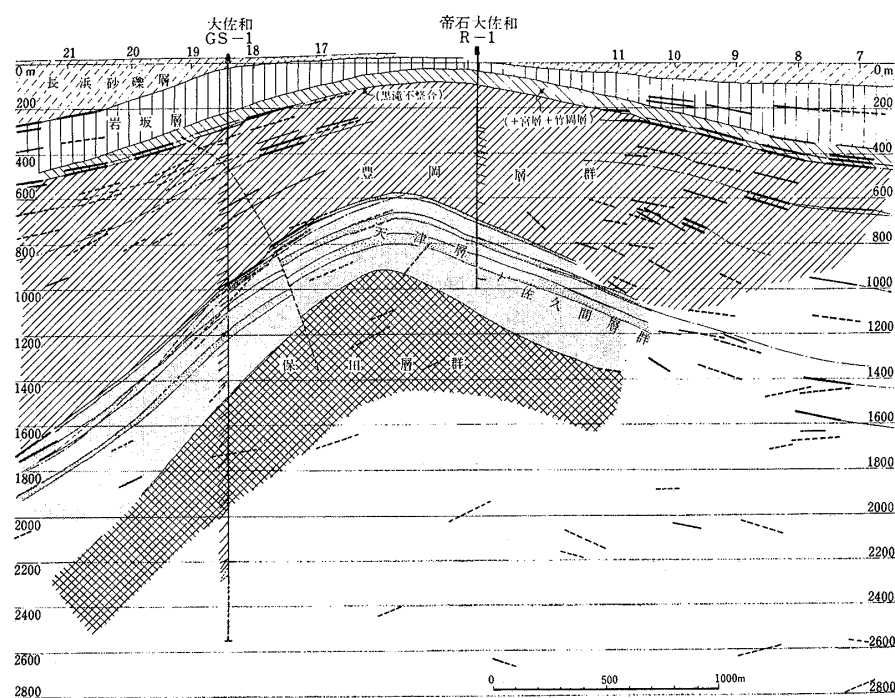
褶曲構造形成過程

嶺岡隆起帯とよばれる複背斜は、Ⅲの段階で南側の沈

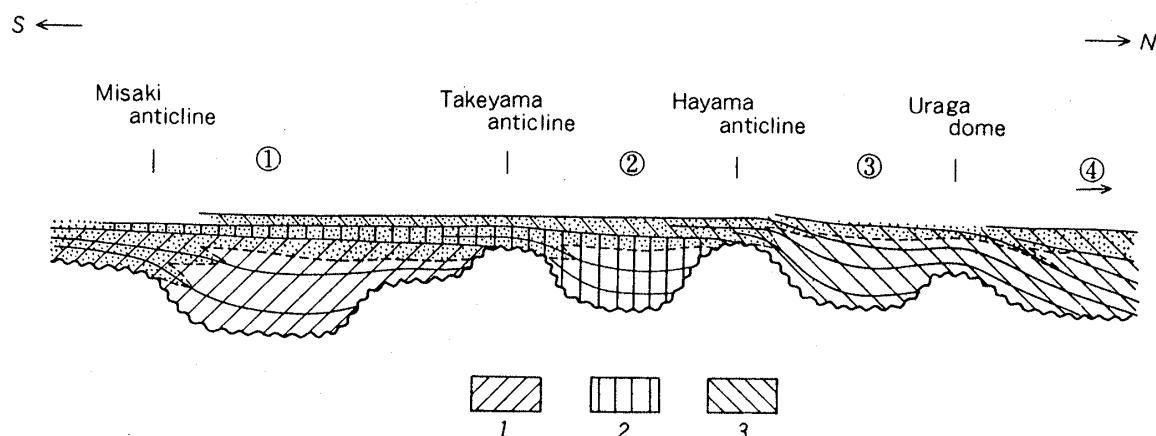
降によりこれまで地溝部が相対的に上昇して南へ下がった段階状の変形（撓曲変形）をおこして南翼が形成され、Ⅳの段階で北翼が形成される。北隣の鋸山向斜は、Ⅰ～Ⅱの堆積段階で北翼が形成されはじめ、Ⅳで南翼が形成され、その後のⅤの段階で成長する。また、その北隣の白狐背斜については上述の鋸山向斜の形成によって南翼が形成され、古屋敷向斜の形成とそれに起因する白狐チャネル構造の形成により、その中間部の沈降量の少ない部分が背斜として形成されることになる。これらの場合とくに不整合面といった、いわゆる褶曲時相を挟まないで下位の地層ほど変形が進み、上位ほど水平に近い褶曲構造ができはじめていくことになる。大釜戸背斜は、上述の白狐チャネル構造などの形成により南翼が、また、上総層群下部および向斜部に発達する東日笠チャネル構造の形成によって北翼が形成される。また、磯根崎背斜は、Ⅴの段階で、堆積面の傾斜ができ、上述の東日笠チャネル構造やこの図に表現されていないが上総層群上部の長浜層基底のチャネル構造および下総層群の東谷チャネル構造の発達などにより南翼部が次第に形成される。

第6図は、磯根崎背斜に直交する方向での弾性波探査とボーリング結果に基づく地質断面図（縦：横比＝1：1）であり、とくにボーリングでは、地層の傾斜測定が詳しく記載されている。

上述に、三浦層群の褶曲の形成について、不整合面を



第6図 磯根崎背斜付近の地質断面図（石和田・三梨, 1965）



第7図 三浦層群の層厚・層相変化と地質構造の位置との関係を示す概念図(三浦半島, 南北方向)(三梨ほか, 1979)
1, 2, 3は下位から上位へ互いに整合に重なる三浦層群, 点部は凝灰質砂岩層(ときにクロス・ラミナが発達する). ①, ②, ③, ④は最大層厚部位を示す. 凡例3は, 三浦層群の上部としていたが, 付図, 第三図では上部および最上部に2分されている.

挟まない地層においても, 下位の地層ほど変形が進み, 上位ほど水平に近くなる褶曲構造ができるとする考えをのべたが, ここでは, その考えを実際に垂直的にみてどのようなになるかを検討することができる. ただし, この場合, 黒滝不整合と三浦層群と保田層群の2つの不整合を含んでいる. この付近での黒滝不整合面とその上下の地層は構造的に平行であるので, 無視してみると, 下位ほど急で上部が水平に近くなるという傾向をみることができ, その考えを支持するものとなっている.

各堆積単元の形態的特徴

三浦半島の三浦層群の各単元の形態は, 第7図のように推定した(三梨ほか, 1979; 三梨, 1980). しかし, 弱点として, 堆積の中心が移動する方向への基盤に対するアバットないし, オーバーラップ現象は, 層厚100m程度の小さい規模の堆積盆では確認できても地表の露頭でみる機会の少ないものであり, この点について, 疑問視されることが多い. それは, バスク法で断面図を書くことに慣れたものにとってはむりからぬことでもあった. 第7図に示したこれらの形態は, 海域での音波探査資料により確認されることになった. 一般に例えば, 付図の関東堆積盆断面の房総沖海域部, 房総半島の館山湾の千倉層の堆積盆などがあるが, 実際には, 東京湾の音波探査資料(加藤, 1984)により, その実在が証明されることになった. 三浦半島と東京湾を結び付けた地質断面図は, 付図中段に示した. これらの形態は, 最大層厚部から南側(堆積の中心が変移する方向とは逆方向)へ層厚

が収斂状に薄くなり, 他方, その反対側では基盤に対して, アバットあるいはオーバーラップしている(現在みられる形態としては, オフラップ*がみられる). また, 堆積の中心が変移する距離が小さいものは, 中心部の両側に層厚の急変部ができることが多い. 地層の厚い部分の岩相は, 比較的深い海の環境を示す泥岩層や砂泥互層からなり, 一方収斂状に薄くなる部分は, 次第に砂質となり, クロス・ラミナが発達する凝灰質砂岩層となる. これらはごく浅海の環境を示す. このような形態的特徴と岩相をもつ単元が堆積の中心の位置を変えて累重したものとなっている.

なお, 各単元で最も薄い部分が, スコリア質〜浮石質の凝灰質砂岩層となっているのは, 関東堆積盆での地域的な特徴である.

三浦・上総両層群の堆積盆の発達様式の比較

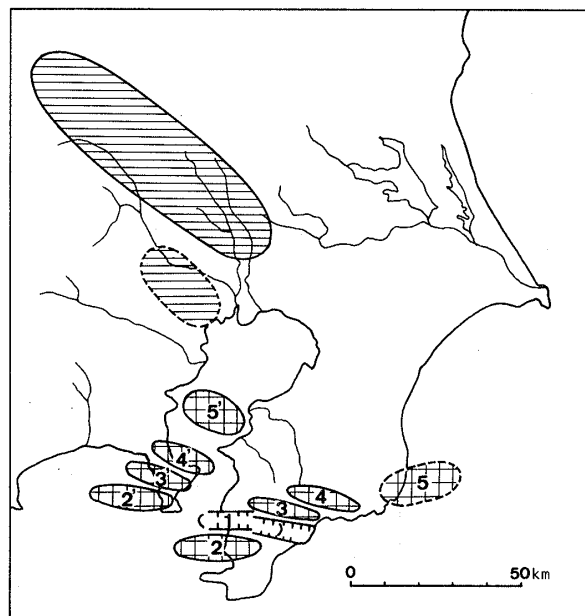
V. B. D.法の実験によれば, 層厚変化に基づく各堆積期の仮想基盤の変位パターンと, これより変形が進んだ現在の構造形態に合わせた変位パターンとを比較すると, 同じ地点が何回も活動することが知られている(口絵1, 2, 3, 4).

また, 1つの堆積期で最も大きな基盤の変位は, 最大層厚部付近にあり, また, 各堆積期を通じての主要な変位パターンは, その移動と関連している.

これらのことから, 両層群の最大層厚部位の移動の形態を比較を示した(第8, 9図).

三浦層群とその相当層(第8図)の場合, 関東堆積盆では北側と三浦半島と房総中・南部を中心とした南側の2つの帯にわかれて発達する. 北帯については, その分

* 層理面が下方に向かって基盤に接する形態



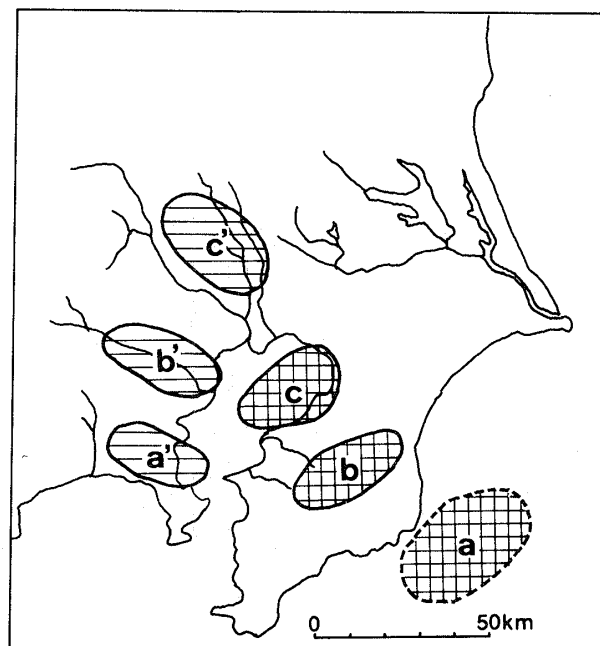
第8図 三浦層群の層厚部の移動

凡例, 1:三浦層群下部(佐久間層・木ノ根層), 2:同層群中部(天津層下部), 3:同層群中部(天津層上部), 4:同層群上部, 5:同層群最上部

布形態から最大層厚部が北方に移動するものと思われるが, 詳しいことは分かっていない. 南帯の三浦層群の各堆積期の最大層厚部は, 約1000mの層厚をもち, 幅が狭く, 変移距離が10~20km程度と小さく, 中間に層厚の薄い部分を挟み, 三浦側と房総側の2つに分かれて分布する. そして, 房総側の同層群下部①を除けばともに②→⑤と北東方向に移動する. 一方, 上総層群の3つの区分単元は第9図の下段に示すように房総側の最大層厚部と中間に層厚の薄い部分を挟み, 三浦側の層厚部とに分かれて分布し, 房総側では, 最大層厚部はa, b, cのように北西方向に, また, 三浦側では, ほぼ北方向に変移する. 変移距離は, 30~40kmと大きく, また三浦層群の南北2帯にまたがり広い範囲に分布する(なお, それぞれに沿う地質断面図は巻末の付図上段に示す).

つぎに, 三浦・房総両層群の関東地区の基盤岩の累帯構造との関係についてみると, 三浦層群を堆積した基盤運動は, これに直交する方向に変移しており, また, 東京湾南西部に三浦層群最上部の最大層厚部⑤があり, 同湾の北西部が上総層群の沈降が大きくなる境となっていて, 構造線が推定されている(鈴木ほか, 1990). 基盤運動の房総側の⑤の位置がその延長上にあると推定されること, また北帯の南縁が構造線と推定されることから三浦層群の発達, 累帯構造に規制されたような運動とみることができる.

これに対して, 上総層群の各単元の房総半島の最大層



第9図 上総層群の最大層厚部および層厚部の移動
凡例, a:上総層群下部, b:同層群中部, c:同層群上部(最大層厚部), a':上総層群下部, b':同層群中部, c':同層群上部(層厚部)

厚部の変移は, 累帯構造を横切って発達しており, 分布範囲とともに異なった発達様式を示している.

ま と め

1. 関東堆積盆南部について, 火砕鍵層などを利用して三浦層群について6区分, 上総層群については3区分し, 全体として, 各断面図を作成した(付図). とくに東京湾—房総南端ルートで, 層厚変化に基づく復元を行い, 堆積盆の発達と褶曲構造の形成過程との関連性について検討した.
2. 関東堆積盆を横切る南北断面図を作成し(付図), また V. B. D.法による実験の一部を口絵4頁に示した.
3. 東京湾の音波探査資料(加藤, 1984)をもとに, その測線上にある三浦半島とを結ぶ地質断面図を作成した(付図). これは, 堆積盆の発展に関する筆者の考え(第7図:三梨ほか, 1979)を支持するものとなった.
4. 実験によれば, 最大層厚部位とその移動が基盤運動の主要な特徴となることから, 各堆積期の最大層厚部位を示し, 三浦層群と上総層群との基盤運動を比較し(第8, 9図), また基盤岩の累帯構造との関連につい

て述べた。

5. 各堆積単元の層相・層厚変化と基盤岩との関係についての一般的な形態について述べ、また岩相変化についてこの地域の特性についても記した。
6. 堆積期構造運動を強調した論文とした。現在陸域でみられる褶曲構造は、背斜部と同斜部では異なるが、全体の数十パーセントはこれにあたる。堆積後の運動は、付図および第3図にみられるように陸域にあり、全体的隆起の場で、また同様な機構で形成されると推定されるが、詳しくは今後の課題である。

おわりに

この論文は、はじめ多くの方々と共著で提出し、現在抱えている数々の問題点や今後の課題などについて整理して提出する予定であった。しかし、主として私自身の遅筆と時間切れとで単著で提出することになった。

なお小論を書くにあたり、日頃フィールドであるいは実験で多くの討論していただいた、地質調査所の小玉喜三郎・鈴木尉元の両氏、島根大学の山内靖喜・小室裕明の両氏、未公表の房総沖の音波探査・試錐資料を頂いた帝国石油株式会社の小松直幹氏、また東京湾の音波探査資料について御教示頂いた海上保安庁水路部の加藤 茂氏、同地区の対比について御教示頂いた千葉県水質保全研究所の楢井 久氏、千倉層のご案内を頂いた安房団研の品田芳二郎・正一の両氏をはじめとする諸氏、毎年フィールドで顔を合わせる東海大学海洋学部の卒論生の方々、付図・口絵をはじめ論集の製図を行ってくれた島根大学大学院の卜部厚志、坂 靖範、卒論学生の佐目元昭、山田将史の諸氏、これらの方々に心から謝意を表します。

文 献

- 坂 靖範・橋尾宣弘・山田将史・小室裕明・山内靖喜・三梨 昂, 1990: 房総半島清澄背斜の形成機構の実験的研究. 地質学論集, 34, 117-126.
- BUBNOFF, VON S., 1954 (湊 正雄・小笠原義勝訳, 1959): 地質学の基礎, 岩波書店, 309 p.
- 藤田 望・小玉喜三郎, 1990: 房総半島中部の大釜戸背斜の形成機構. 地質学論集, 34, 127-138.
- 加藤 茂, 1984: 東京湾におけるマルチチャンネル反射法音波探査. 水路部研究報告, no.19, 1-57.
- 小玉喜三郎・大竹規夫・富田 博・小野 敏・中島良員・城井浩介・鈴木尉元, 1990: 房総半島中部における三浦層群天津層の堆積と褶曲の形成過程. 地質学論集, 34, 105-115.

KODAMA, K., LONG XUE-MING・and SUZUKI, Y., 1985: Structural analysis of deep-seated volcanic rock reservoirs by tectonic simulation. ESCAP, Tech. Bull., 17, 61-79.

小池 清, 1949: 房総半島中部の地質(Ⅱ). 東大立地研報, 3, 22-26.

石和田靖章・三梨 昂, 1965: 大佐和層試錐, 地質ニュース, 133, 2-4.

湊 正雄, 1976: 地層学, 岩波書店, 354p.

三梨 昂, 1980: 関東堆積盆地のその構造と発達, アーバンクボタ, 18, 1-5, 6-15, 34-41.

———・相場淳一・小玉喜三郎・鈴木尉元・山内靖喜・大久保秀一・渡子直記, 1986b: 関東堆積盆の仮想基盤変位法による解析とその検討について. 情報地質, 11, 105-119.

———・菊池隆男, 1982: 横浜地域の地質. 地域地質研究報告, 1: 50,000, 地質調査所

———・奈須紀幸・楢井 久ほか20名, 1976, 1979: 東京湾とその周辺地域の地質. 特殊地域図(20), 1: 100,000, 地質説明書, 地質調査所.

———・尾田太良・江藤哲人, 1986a: 関東地方地質断面図. 北村 信編新生代東北本州弧地質資料集第3巻. 株式会社, 宝文堂.

———・矢崎清貫, 1968: 日本油田・ガス田図6, 三浦半島(1: 25,000), 地質調査所.

中嶋輝允・牧本 博・平山次郎・徳橋秀一, 1981: 鴨川地域の地質. 地域地質研究報告, 1: 50,000, 地質調査所.

大久保秀一・戸野 聡・渡子直記, 1990: 房総半島沖堆積盆の形成機構. 地質学論集, 34, 21-31.

大塚弥之助・小池 清, 1949: 房総半島中部の地質, 立地研報, 2, 31-32.

鈴木尉元・大久保秀一・三梨 昂・小玉喜三郎, 1990: 東京湾の地質と地質構造. 地質学論集, 34, 11-19.

徳橋秀一, 1976a: 清澄層 HK 層準フレッシュ型砂泥互層の堆積学的研究(その1)—砂泥互層の層厚・岩相変化と砂岩層の形態—. 地質雑, 82, 729-738.

———, 1976b: 清澄層 HK 層準フレッシュ型砂泥互層の堆積学的研究(その2)—砂岩層の堆積機構と堆積環境—. 地質雑, 82, 757-764.

卜部厚志・佐目元昭・秋山晋二・椿 和弘・山内靖喜・三梨 昂, 1990: 房総半島中部西岸・浦賀水道地域の第三系の地質構造. 地質学論集, 34, 31-44.

山田将史, 1990MS: 房総半島中部西岸鋸山—大房岬における地質構造. 手記(島根大学理学部卒地質学科卒業論文).